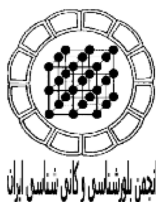
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی و یکم، شمارهٔ سوم، پاییز ۱۴۰۲، از صفحهٔ ۵۰۹ تا ۵۲۲



سنگ‌شناسی و شیمی کانی پریدوتیت‌های سرپانتینی شده جنوب بوانات (استان فارس)

مریم زورمند سنگری[1]، احمد احمدی خلجی*[1]، کمال نوری خانکهدانی[2]، زهرا طهماسبی[1]

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم آباد ، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شیراز، شیراز، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۱۰/۲۶، نسخه نهایی: ۱۴۰۱/۱۲/۲)

چکیده: منطقه مورد بررسی در پهنه زاگرس مرتفع قرار دارد و بخشی از افیولیت نی‌ریز محسوب می‌شود. در این منطقه، مجموعه افیولیتی به صورت آمیزه رنگین کوچک شامل چرت‌های رادیولاریتی و سنگ‌های پریدوتیتی سرپانتینی شده است. سنگ‌های پریدوتیتی اغلب از نوع هارزبورژیت به شدت سرپانتینی شده هستند. این سنگ‌ها دارای الیوین، پیروکسن، سرپانتین و اسپینل هستند که الیوین‌ها به شدت به سرپانتین و پیروکسن‌ها به بستیت تبدیل شده‌اند. از این رو، کانی‌های گروه سرپانتین بسیار در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. اسپینل نیز به صورت بی‌شکل و آمیبی در این سنگ‌ها یافت می‌شود. بر اساس شیمی کانی، سرپانتین‌ها در گستره پایداری هر سه فاز کانیایی لیزاردیت، کریزوتیل و آنتیگوریت و در گستره سرپانتینیت‌های شبه ریخت قرار دارند و از این رو برآمده از جایگزینی پسرونده الیوین و پیروکسن با سرپانتین‌ها هستند. همچنین این کانی‌ها بیشتر در گستره‌های شبکه الیوین (Ol-mesh) و بستیت کلینوپیروکسن واقع بوده و از این رو ناشی از دگرگونی پسرونده سنگ‌های هارزبورژیتی و دونیتی هستند. اسپینل‌ها از نوع کروم اسپینل هستند و در گستره پلوناست قرار دارند. این کروم اسپینل‌ها از نوع افیولیتی بوده و دارای ماهیت پسماندی هستند. مقادیر پایین TiO_2 و غنی‌شدگی این اسپینل‌ها از Cr شبیه اسپینل در هارزبورژیت‌های جلو قوس است. همچنین این اسپینل‌ها، افزون بر داشتن مشخصه پریدوتیت‌های آلپی، در گستره همپوشی پریدوتیت‌های فرافرورانش با آبیسال نیز قرار می‌گیرند. بنابراین، پریدوتیت‌های سرپانتینی شده مورد بررسی از درجه‌های بالای ذوب بخشی (۳۰-۲۵ درصدی) یک گوشته تهی شده و زیر اقیانوسی در یک محیط فرافرورانش - جلو قوس تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: *زاگرس مرتفع؛ افیولیت؛ بوانات؛ پریدوتیت‌های سرپانتینی شده؛ سرپانتین؛ اسپینل.*

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.7.2]

[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.509]

مقدمه

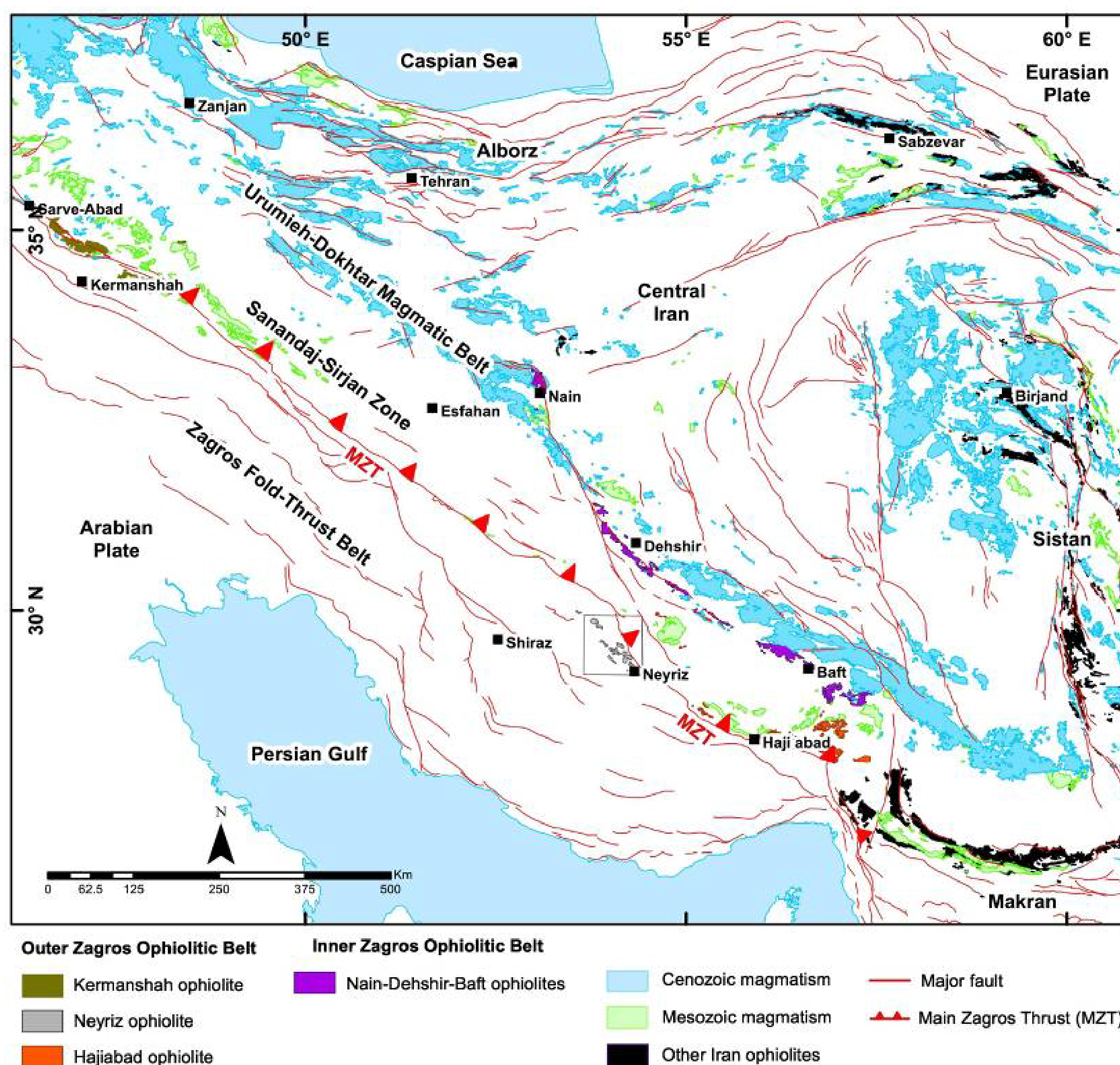
از آنجا که ترکیب شیمیایی کانی‌ها می‌تواند در شناسایی ماهیت و شرایط تشکیل سنگ‌های فرابازی سرپانتینی شده موثر باشد [۱]، برای تعیین ترکیب شیمیایی، خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی آنها از ریزپردازشگر کانی‌هایی چون گروه سرپانتین و اسپینل استفاده می‌شود. کانی‌های گروه سرپانتین از سازنده‌های اصلی پریدوتیت‌های سرپانتینی شده هستند. این کانی دارای چندریخت‌های مختلفی است. همچنین اسپینل مهمترین و متداول‌ترین کانی در این سنگ‌ها است که از ترکیب آن برای فهم فرآیندهای موثر بر این سنگ‌ها استفاده می‌شود. [۲] اسپینل‌های غنی از کروم و فقیر از آلومینیوم را به عنوان تهمانده و تفاله فرآیندهای ذوب‌بخشی گوشته در شرایط ذوب بالا و یا به عنوان فرآورده تبلور بخشی در نظر می‌گیرند. غنی شدن اسپینل‌ها از Cr و Mg و کم بودن Fe^{3+} و Ti در آنها نیز بازتاب ماهیت اولیه این کانی‌هاست [۳]. عدد کروم (Cr#) اسپینل‌ها می‌تواند به عنوان نشانگری برای تعیین خاستگاه پریدوتیت‌ها استفاده شود [۲]. اسپینل‌های با عدد کروم (Cr#) پایین پریدوتیت‌های کم‌تر تهی شده را نشان

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۶۶۳۳۱۲۰۶۱۹، نمابر: ۰۶۶۳۳۱۲۰۶۱۹، پست الکترونیکی: Ahmadikhalaj.a@lu.ac.ir

می‌دهند، در حالی که اسپینل‌های با #Cr بالا پریدوتیت‌های تهی شده‌تر را مشخص می‌کنند [۴]. ترکیب اسپینل‌های کروم‌دار متبلور شده در محیط‌های مختلف متفاوت بوده و در واقع، محیط تبلور مهمترین عامل موثر بر ترکیب اسپینل‌های کروم‌دار است، البته، ترکیب این کانی در اثر دگرسانی و دگرگونی دچار تغییر می‌شود، ولی این تغییرات جزئی است [۲]. از آنجا که ترکیب بخش‌های میانی اسپینل‌ها تنها در دماهای بالاتر از ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد دچار تغییر می‌شود، ترکیب این بخش‌ها در پریدوتیت‌های سرپانتینی شده ویژگی-های خاستگاه آذرین را نشان می‌دهند [۲]. در این پژوهش، از شیمی کانی سرپانتین و اسپینل برای تعیین خاستگاه، جایگاه زمین‌ساختی و فهم فرآیندهای موثر بر پریدوتیت‌های سرپانتینی شده جنوب بوانات در شمال شرق روستاهای کوپان و کره‌ای استفاده شده است.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد بررسی از نظر ساختاری در پهنه زاگرس مرتفع قرار دارد و بخشی از افیولیت نی‌ریز محسوب می‌شود (شکل ۱).



شکل ۱ نقشه پراکندگی افیولیت های ایران که افیولیت نی‌ریز در چارچوب مستطیل نشان داده شده است (برگرفته از مرجع [۵]).

این افیولیت در واقع بخشی از سری افیولیتی زاگرس به سن کرتاسه پسین است. افیولیت نی‌ریز از سه واحد سنگ‌شناسی اصلی شامل پریدوتیت‌های گوشته‌ای، سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی تشکیل شده است. هارزبورژیت‌ها پریدوتیت‌های غالب این افیولیت بوده [۶] و سنگ‌های نفوذی شامل مجموعه‌ای از پریدوتیت‌ها، گابروهای همسانگرد و لایه‌ای و پلاژیوگرانیت هستند. پس از پریدوتیت‌ها، گابروها بیشترین حجم سنگ‌های نفوذی در این افیولیت را تشکیل می‌دهند [۷، ۸]. تعیین سن انجام شده به روش U-Pb بر زیرکن پلاژیوگرانیت‌ها و گابروها به ترتیب سن‌های ۲/۳± ۱۰۰/۱ و ۱/۳± ۹۳/۴ میلیون سال را نشان می‌دهند [۵]. همچنین سن-سنجی به روش $^{40}Ar/^{39}Ar$ برای پلاژیوگرانیت‌ها سن‌های ۱/۶۹± ۹۲/۰۷ و ۲/۴۸± ۹۳/۱۹ میلیون سال را نشان داده است [۹]. سنگ‌های آتشفشانی در اصل شامل دایک‌های صفحه‌ای و گدازه‌های بالشی با ترکیب بازالت تا آندزیت هستند. افزون بر سنگ‌های مجموعه افیولیتی، می‌توان به واحد کنگلومرایی-آهک دولومیتی به سن پالئوسن-ائوسن پیشین شامل تناوبی از مارن، شیل، کنگلومرا، ماسه‌سنگ، آهک‌های چرت‌دار و آهک‌های مارنی اشاره نمود. کنگلومرا حجم اصلی این واحد را تشکیل می‌دهد و دربردارنده قطعه‌های رادیولاریتی و سنگ‌های فرامافیکی است [۱۰].

روش بررسی

با بازدید از منطقه به منظور بررسی دقیق پریدوتیت‌های سرپانتینی شده و رفتار زمین شیمیایی عناصر اصلی در ساختار کانی‌های سرپانتین و اسپینل و تکمیل بررسی‌های کانی‌شناسی، تعداد ۳۵ نمونه برداشت شد. پس از بررسی سنگ نگاری مقاطع نازک و نازک صیقلی تهیه شده از سنگ‌ها، تعدادی از کانی‌های سرپانتین و اسپینل انتخاب گردیده و برای تجزیه نقطه‌ای به موسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک انجمن علوم چین (IGG-CAS) ارسال شدند. شیمی‌کانی‌ها با تجزیه نقطه‌ای کانی‌های سرپانتین (۲۰ نقطه) و اسپینل (۱۰ نقطه) با دستگاه ریزکاونده الکترونی مدل CAMECA SX Five با رشته تنگستن , تفنگ الکترونی LaB6، ولتاژ شتاب‌دهنده 5~30kV، جریان پرتو 20nA (اندازه پرتو 5µm) و طیف‌سنج ۵ کانالی (مجهز به ۱۰ بلور طیف‌سنجی) بررسی شد. داده‌ها نیز با نرم‌افزارهای Minpet، اکسل و Corel Draw پردازش و تفسیر شدند.

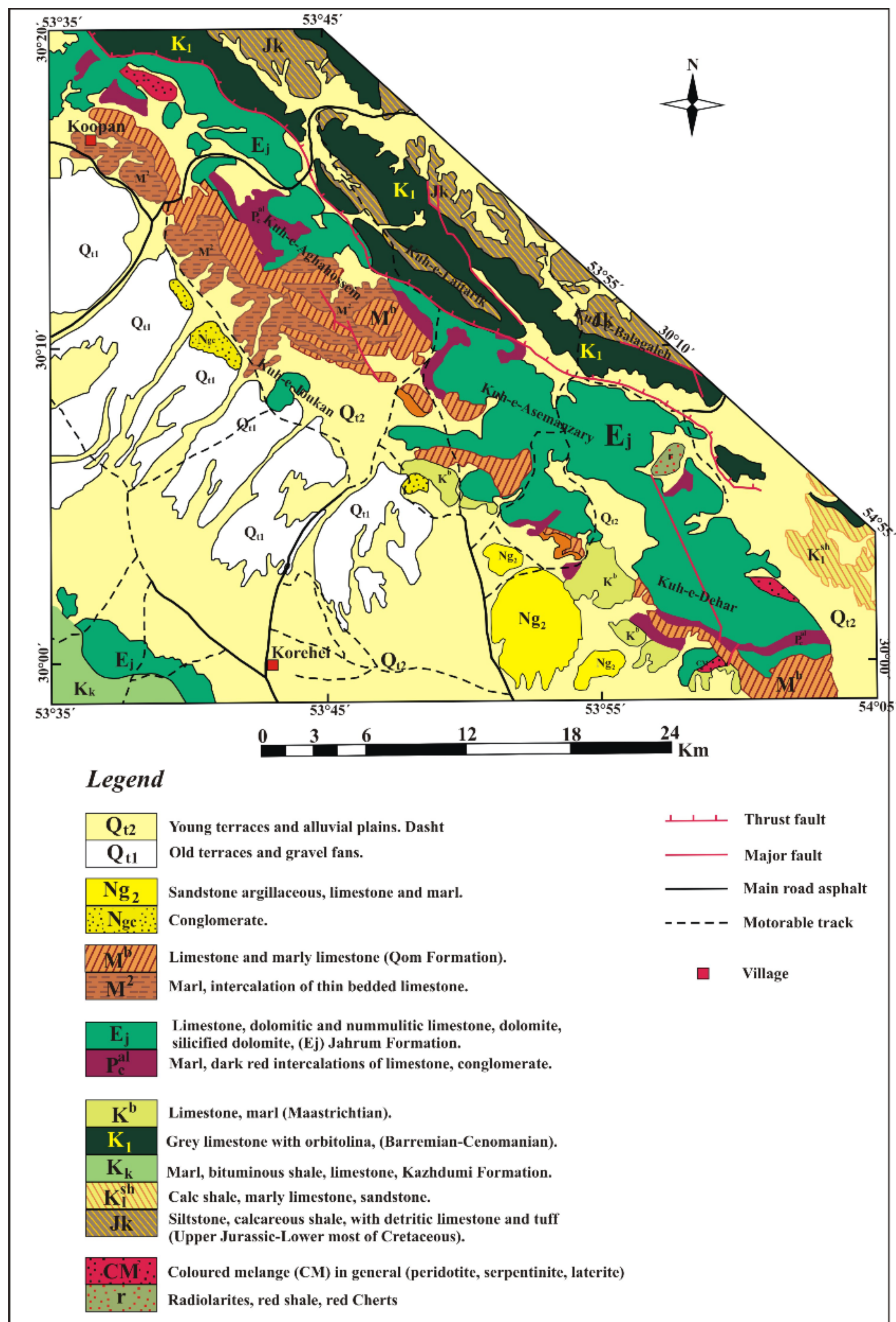
ویژگی‌های صحرایی و سنگ نگاری

مجموعه سنگ‌های افیولیتی جنوب بوانات در شمال شرقی روستاهای کوپان و کره‌ای به صورت آمیزه رنگین کوچک شامل چرت‌های رادیولاریتی و سنگ‌های فرامافیک هستند (شکل ۲). از نظر سنگ شناسی، منطقه مورد بررسی شامل پریدوتیت‌های سرپانتینی شده، لاتریت‌های قرمز، لاتریت‌های زرد، آهک‌های ائوسن و رسوب‌های جوان کواترنری است. لاتریت‌ها با آهک‌های نومولیت‌دار معادل سازند جهرم به سن ائوسن پوشیده شده‌اند (شکل ۳ الف) از این رو، زمان رخداد لاتریتی‌شدن باید پس از کرتاسه پسین و پیش از ائوسن باشد که در این صورت، سن پالئوسن را می‌توان برای این رخداد در نظر گرفت. لاتریت‌ها برآمده از هوازدگی شدید سنگ‌های فرامافیک هستند (شکل ۳ ب). سنگ های فرامافیک اغلب از نوع هارزبورژیت و به مقدار کمتری دونیت هستند. واحد اصلی سنگ‌شناسی شامل توده‌های فرابازی دگرسان شده است که بیشتر دربردارنده هارزبورژیت های به شدت سرپانتینی شده هستند (شکل‌های ۳ پ و ت). هارزبورژیت های به شدت سرپانتینی شده گاهی با عدسی‌های کوچکی از دونیت‌ها همراهی می‌شوند. هارزبورژیت-ها دارای بافت دانه‌ای بوده و دارای اولیوین، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن، سرپانتین و اسپینل هستند (شکل ۴ الف). در این سنگ‌ها، اولیوین به شدت به سرپانتین تبدیل شده است از این رو، کانی‌های گروه سرپانتین به فراوانی دیده می‌شوند (شکل ۴ ب). ارتوپیروکسن در هارزبورژیت‌های به شدت سرپانتینی شده به بستیت تبدیل شده است (شکل ۴ پ). اسپینل نیز به صورت بی شکل و آمیبی در این سنگ‌ها یافت می‌شود (شکل ۴ ت).

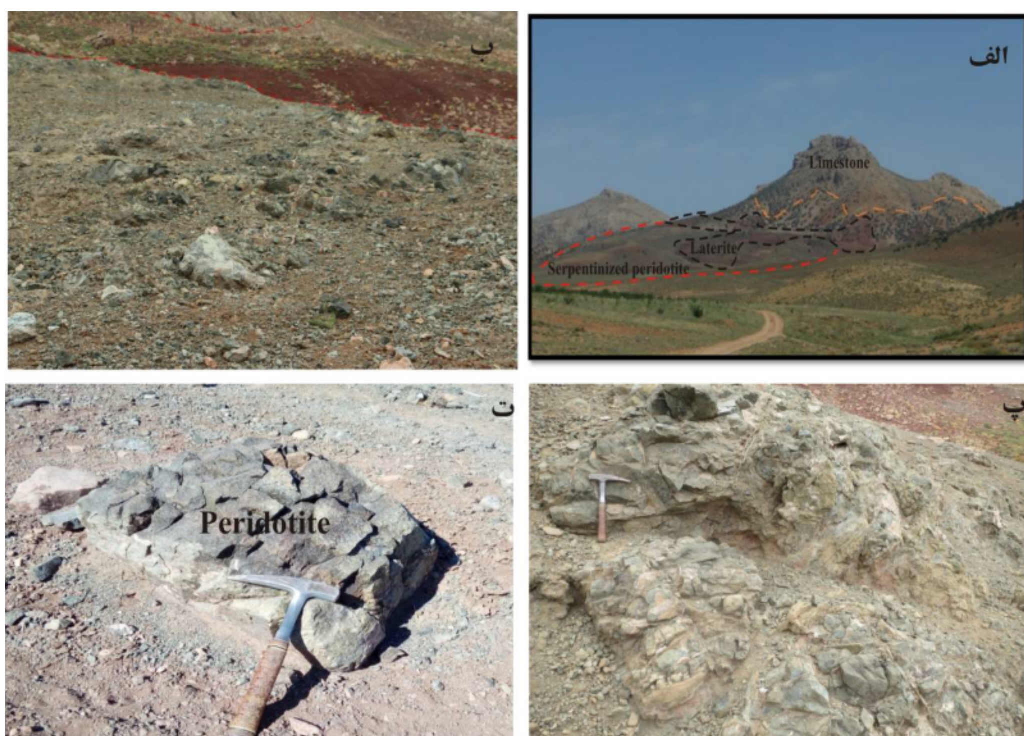
شیمی کانی

برای تعیین ترکیب شیمیایی و خاستگاه زمین‌ساختی پریدوتیت‌های سرپانتینی شده منطقه جنوب بوانات از تجزیه شیمیایی کانی‌های سرپانتین و اسپینل استفاده شد که در ادامه توضیح داده می‌شود.

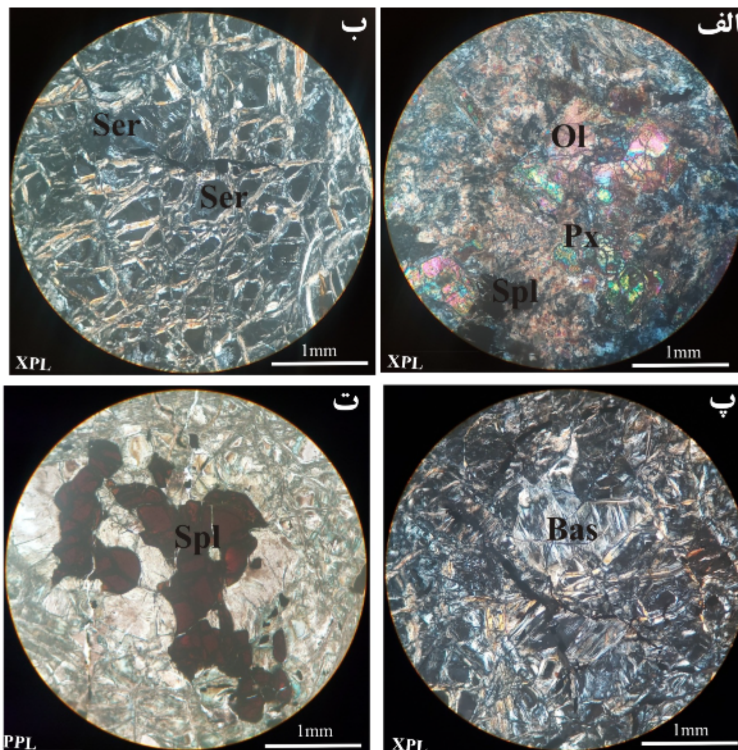
[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.7.2]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.509]



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی ساده شده از منطقه مورد بررسی (بر اساس نقشه ۱,۲۵۰۰۰۰ زمین شناسی اقلید [۱۱] با کمی تغییرات).



شکل ۳ الف) نمایی از واحدهای سنگی در منطقه مورد بررسی؛ ب) ارتباط صحرایی لاتریت‌ها با پریدوتیت‌های سرپانتینیتی شده در شمال شرقی کوپان؛ پ و ت) نمایی نزدیک از پریدوتیت‌های سرپانتینی شده.



شکل ۴ تصاویر میکروسکپی از پریدوتیت‌های سرپانتینی شده مورد بررسی؛ الف) کانی‌های الیوین، پیروکسن و اسپینل در پریدوتیت‌های مورد بررسی، ب) کانی‌های گروه سرپانتین در هارزبوژیت‌های به شدت سرپانتینی شده (سرپانتینیت)، پ) ارتوپیروکسن تبدیل شده به بستیت در هارزبورژیت‌های به شدت سرپانتینی شده و ت) اسپینل بی شکل و آمیبی در هارزبوژیت‌های سرپانتینی شده (Ser سرپانتین، Spl اسپینل، Px پیروکسن و Ol الیوین).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.7.2]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.509]

سرپانتین

کانی‌های گروه سرپانتین از سازنده‌های اصلی پریدوتیت‌های سرپانتینی شده منطقه مورد بررسی هستند. تجزیه ریزپردازشی سرپانتین‌ها مقدار Al_2O_3 را ۰٫۱۸۱-۵٫۳۶۸ و SiO_2 را ۳۸٫۷۹-۴۴٫۵۰ درصد وزنی نشان می‌دهد (جدول ۱). بر اساس نمودار SiO_2 نسبت به MgO [۱۲] که بر پایه‌ی نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی‌های گروه سرپانتین رسم شده است، برخی سرپانتین‌های مورد بررسی در گستره بستیت قرار دارند (شکل ۵ الف). به باور دانگن [۱۲]، بستیت نوعی لیزاردیت محسوب می‌شود. غنی‌شدگی از سیلیس در ارتباط با کاهش مقدار آلومینیوم نیز که در نمونه‌ها دیده می‌شود، طی تغییر لیزاردیت به آنتی گوریت رخ داده است [۱۳]. بر اساس نمودار $MgO\text{-}SiO_2\text{-}Al_2O_3$ [۱۴]، کانی‌های سرپانتینی مورد بررسی در گستره پایداری هرسه فاز کانیایی گروه سرپانتین یعنی لیزاردیت، کریزوتیل و آنتیگوریت قرار دارند (شکل ۵ ب). اشول و کارنکرانس [۱۵] بر اساس مقدار $MgO+FeO/SiO_2$ نسبت به Al_2O_3 کانی‌های گروه سرپانتین را از نظر مقدار Al_2O_3 به دو دسته دارای مقدار Al_2O_3 کمتر از ۱٫۵ درصد (فقیر از آلومینیم) و غنی از Al بوده با مقدار Al_2O_3 بیشتر از ۷٪ تقسیم کرده‌اند. بر این اساس، سرپانتین‌های مورد بررسی همه در گروه نخست قرار می‌گیرند (شکل ۵ پ). از آنجا که Al می‌تواند در ساختار کانی‌های لیزاردیت، کریزوتیل و آنتیگوریت جانشین Si و Mg شود، این امر با افزایش Al و کاهش Si و Mg مشخص می‌شود؛ در نمودار Al نسبت به Si و Mg، این ارتباط منفی قابل تشخیص است (شکل ۵ ت).

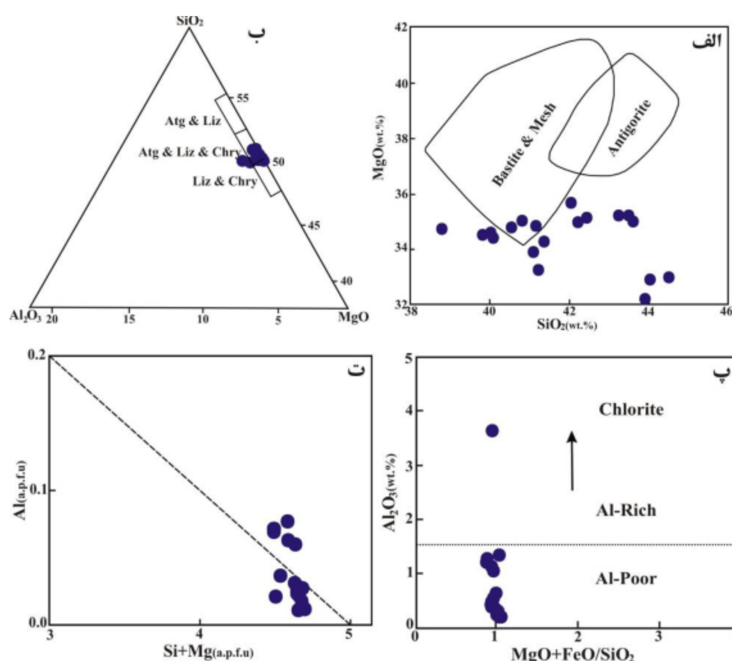
جدول ۱ نتایج تجزیه نقطه‌ای (EPMA) کانی‌های گروه سرپانتین در پریدوتیت‌های سرپانتینی شده برحسب درصد وزنی. فرمول ساختاری و مقادیر اعضای پایانی آن‌ها بر اساس۷ اتم اکسیژن و برحسب .a.p.f.u محاسبه شده است.

شماره	62	63	64	65	66	72	73	74	75	76
توضیح	2-Bst1-Kr-6	2-Bst2-Kr-6	2-Bst3-Kr-6	2-Bst4-Kr-6	2-Bst5-Kr-6	4-Bst1-Kr-6	4-Bst2-Kr-6	4-Bst3-Kr-6	4-Bst4-Kr-6	4-Bst5-Kr-6
SiO_2	۴۲٫۰۲۲	۴۱٫۲۱۴	۴۱٫۳۴۲	۴۱٫۱۳۹	۴۲٫۱۹۷	۴۱٫۰۸۱	۴۰٫۸۰۰	۴۰٫۸۳۹	۴۴٫۴۹۷	۴۰٫۸۹۸
TiO_2	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۹	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۶۷	۰٫۰۰۰
Al_2O_3	۱٫۰۴۳	۰٫۶۲	۰٫۵۲۹	۰٫۳۴۰	۰٫۴۴۱	۳٫۶۵۴	۱٫۳۳۳	۵٫۳۶۸	۱٫۲۶۲	۱٫۲۰۲
FeO	۴٫۴۱۶	۷٫۳۸۳	۵٫۱۶۲	۵٫۰۲۳	۴٫۶۱۰	۴٫۶۷۱	۶٫۷۰۵	۷٫۲۰۲	۵٫۷۷۰	۶٫۰۱۴
MnO	۰٫۰۶۲	۰٫۰۶۲	۰٫۰۴۶	۰٫۰۱۵	۰٫۱۱۶	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۳۸	۰٫۰۸۱	۰٫۰۸۱
MgO	۳۵٫۶۸۹	۳۳٫۲۷۸	۳۴٫۳۰۸	۳۴٫۸۴۹	۳۴٫۹۹۸	۳۳٫۹۱۱	۳۵٫۰۵۳	۳۱٫۴۰۱	۳۳٫۰۲۵	۳۲٫۲۲۹
CaO	۰٫۱۰۶	۰٫۱۱۲	۰٫۰۹۸	۰٫۰۵۷	۰٫۰۷۵	۰٫۱۱۵	۰٫۱۵۹	۰٫۱۱۱	۰٫۲۴۵	۰٫۲۲۵
Na_2O	۰٫۰۰۲	۰٫۰۱۲	۰٫۰۳۲	۰٫۰۱۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۳۲	۰٫۰۳۷	۰٫۰۵۳	۰٫۰۰۷	۰٫۰۱۹
K_2O	۰٫۰۱۵	۰٫۰۰۰	۰٫۰۳۸	۰٫۰۱	۰٫۰۱۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۲۲	۰٫۰۱۷	۰٫۰۱۱
Cr_2O_3	۰٫۷۲۶	۰٫۶۶۴	۰٫۵۴۸	۰٫۴۸۹	۰٫۷۱۰	۰٫۲۰۳	۰٫۱۱۳	۰٫۰۴۱	۰٫۳۴۷	۰٫۰۱۶
P_2O_5	۰٫۰۱۵	۰٫۰۱۸	۰٫۰۱۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۲	۰٫۰۱۲	۰٫۰۱۸	۰٫۰۱۱	۰٫۰۰۹
Cl	۰٫۰۹۷	۰٫۱۰۱	۰٫۰۸۳	۰٫۰۵۹	۰٫۰۳۸	۰٫۰۴۷	۰٫۰۹۷	۰٫۱۰۶	۰٫۱۷	۰٫۱۲۷
مجموع	۸۴٫۲۰۵	۸۳٫۴۶۵	۸۲٫۱۹۷	۸۲٫۰۰۰	۸۳٫۲۱۳	۸۳٫۷۲۸	۸۴٫۳۰۹	۸۵٫۱۹۹	۸۵٫۴۹۹	۸۳٫۸۳۱
O=7										
Si	۲٫۰۴۵	۲٫۰۵۶	۲٫۰۶۸	۲٫۰۶۱	۲٫۰۷۶	۲٫۰۰۴	۲٫۰۰۹	۱٫۹۸۱	۲٫۱۳۱	۲٫۱۴۳
Ti	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰
Al	۰٫۰۶۰	۰٫۰۳۶	۰٫۰۳۱	۰٫۰۲۰	۰٫۰۲۶	۰٫۲۱۰	۰٫۰۷۷	۰٫۳۰۷	۰٫۰۷۱	۰٫۰۶۹
all ferrous $^{+}Fe^{2}$	۰٫۱۸۰	۰٫۳۰۸	۰٫۲۱۶	۰٫۲۱۰	۰٫۱۹۰	۰٫۱۹۱	۰٫۲۷۶	۰٫۲۹۲	۰٫۲۳۱	۰٫۲۴۶
Mn	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳
Mg	۲٫۵۸۹	۲٫۴۷۵	۲٫۵۵۸	۲٫۶۰۳	۲٫۵۶۷	۲٫۴۶۶	۲٫۵۷۳	۲٫۲۷۱	۲٫۳۵۸	۲٫۳۴۶
Ca	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۶	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۲
Na	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲
K	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱
Cr	۰٫۰۲۸	۰٫۰۲۶	۰٫۰۲۲	۰٫۰۱۹	۰٫۰۲۸	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۲	۰٫۰۱۳	۰٫۰۰۱
P	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Cl	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۹	۰٫۰۱۴	۰٫۰۱۱
مجموع	۴٫۹۱۹	۴٫۹۲۱	۴٫۹۱۵	۴٫۹۲۵	۴٫۹۰۰	۴٫۸۹۲	۴٫۹۶۰	۴٫۸۷۶	۴٫۸۳۸	۴٫۸۳۳

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.7.2]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.509]

ادامه جدول ۱

شماره	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86
توضیح	5-Ser1-Kr-6	5-Ser2-Kr-6	5-Ser3-Kr-6	5-Ser4-Kr-6	5-Ser5-Kr-6	6-Ser1-Kr-6	6-Ser2-Kr-6	6-Ser3-Kr-6	6-Ser4-Kr-6	6-Ser5-Kr-6
SiO_2	۴۴٫۸۱۵	۴۲٫۴۲۱	۴۳٫۴۸۵	۴۳٫۶۰۱	۴۳٫۸۱۵	۴۰٫۰۰۸	۴۰٫۵۳	۴۰٫۰۷۲	۳۹٫۸	۳۸٫۷۷۸
TiO_2	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۰	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Al_2O_3	۰٫۳۶۳	۰٫۴۶۳	۰٫۴۰۹	۱٫۱۱۴	۰٫۳۷۸	۰٫۲۸۳	۰٫۲۲۶	۰٫۱۸۱	۰٫۲۴۷	۰٫۱۸۵
FeO	۸٫۰۲۵	۴٫۳۴	۴٫۹۱۵	۵٫۵۳۲	۴٫۹۲	۵٫۶۷۷	۵٫۴۴۲	۶٫۸۱۲	۵٫۷۵	۶٫۰۷۶
MnO	۰٫۱۰۴	۰٫۰۰۰	۰٫۰۴۶	۰٫۰۳۵	۰٫۰۲۳	۰٫۰۸۹	۰٫۱۰۸	۰٫۰۴۲	۰٫۰۳۹	۰٫۰۷۳
MgO	۳۲٫۹۲۷	۳۵٫۱۵۸	۳۵٫۲۲۸	۳۵٫۰۲۹	۳۵٫۲۴	۳۵٫۶۰۷	۳۴٫۸۰۷	۳۴٫۴۳۶	۳۴٫۵۵۲	۳۴٫۷۵۱
CaO	۰٫۱۳۸	۰٫۱۲۶	۰٫۰۷۸	۰٫۱۲۴	۰٫۰۸۹	۰٫۰۲۶	۰٫۱۰۴	۰٫۰۵۶	۰٫۰۵۹	۰٫۰۳۵
Na_2O	۰٫۰۲۳	۰٫۰۱۹	۰٫۲۱	۰٫۰۲۵	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۲۱۴	۰٫۳۱۰
K_2O	۰٫۰۰۴	۰٫۰۲۷	۰٫۰۵۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۴۵	۰٫۰۴۳
Cr_2O_3	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۲۶	۰٫۰۵۲	۰٫۰۴۲	۰٫۰۱۶	۰٫۰۶۷	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
P_2O_5	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۱۷	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۰	۰٫۰۲۶
Cl	۰٫۰۴۲	۰٫۰۳۹	۰٫۳۰۱	۰٫۰۶۷	۰٫۰۵۸	۰٫۰۲۴	۰٫۱۲۴	۰٫۰۵۳	۰٫۱۴۴	۰٫۱۱۴
مجموع	۸۵٫۶۵	۸۲٫۶۰۶	۸۴٫۷۴۹	۸۵٫۵۹۱	۸۳٫۹۹۴	۸۰٫۷۵۴	۸۱٫۴۰۸	۸۱٫۶۶۴	۸۰٫۸۵	۸۰٫۲۱۱
O=7										
Si	۲٫۱۲۹	۲٫۰۹۳	۲٫۱۰۳	۲٫۰۸۶	۲٫۱۰۲	۲٫۰۴۴	۲٫۰۵۳	۲٫۰۳۸	۲٫۰۳۸	۲٫۰۱۰
Ti	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Al	۰٫۰۲۱	۰٫۰۲۷	۰٫۰۲۳	۰٫۰۶۳	۰٫۰۲۲	۰٫۰۱۷	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۱	۰٫۰۱۵	۰٫۰۱۱
all ferrous $^{+}Fe^{2}$	۰٫۳۲۵	۰٫۱۷۹	۰٫۱۹۹	۰٫۲۲۱	۰٫۲۰۰	۰٫۲۴۳	۰٫۲۳۱	۰٫۲۹۰	۰٫۲۴۶	۰٫۲۶۳
Mn	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳
Mg	۲٫۳۷۴	۲٫۵۸۶	۲٫۵۴۰	۲٫۴۹۹	۲٫۵۵۵	۲٫۶۳۶	۲٫۶۲۹	۲٫۶۱۱	۲٫۶۳۸	۲٫۶۸۵
Ca	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲
Na	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۲۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۲۱	۰٫۰۱۳
K	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳
Cr	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
P	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱
Cl	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۲۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۲	۰٫۰۱۱	۰٫۰۰۵	۰٫۰۱۲	۰٫۰۱۰
مجموع	۴٫۸۶۵	۴٫۸۹۵	۴٫۹۲۰	۴٫۸۸۷	۴٫۸۹۲	۴٫۹۴۸	۴٫۹۴۹	۴٫۹۶۰	۴٫۹۷۹	۵٫۰۰۱



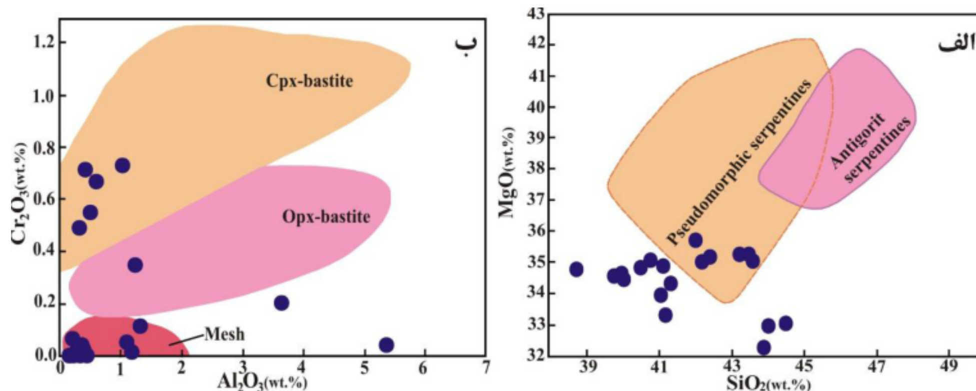
شکل ۵ الف) نمودار بررسی سرپانتین‌های موجود در پریدوتیت‌های سرپانتینی شده منطقه مورد بررسی [۱۲]. ب) نمودار سه تایی MgO-SiO_2-Al_2O_3 [۱۴] برای رده‌بندی سرپانتین‌های موجود در سنگ‌های پریدوتیتی مورد بررسی (آنتی گوریت: Atg، لیزاردیت:Liz، کریزوتیل:Chry. پ) نمودار $MgO+FeO/SiO_2$ نسبت به Al_2O_3 [۱۵] برای رده‌بندی سرپانتین‌های مورد بررسی ت) جانشینی Si و Mg با Al در سرپانتین‌های مورد بررسی.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.7.2]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.509]

از نظر سنگ‌شناسی، دو نوع اصلی سرپانتینیت وجود دارد: گروه نخست سرپانتینیت‌های شبه ریخت شامل لیزاردیت با فراوانی پایین‌تری از کریزوتیل که از جایگزینی پسرونده اولیوین، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن با سرپانتین‌ها شکل گرفته‌اند و گروه دوم آنتیگوریت سرپانتینیت‌ها که از باز تبلور سرپانتینیت‌های شبه‌ریختی طی دگرگونی پیشرونده بوجود آمده‌اند [۱۶]. براساس نمودار MgO نسبت به SiO_2 (شکل ۶ الف)، کانی‌های سرپانتین بررسی شده در گستره سرپانتینیت-های شبه‌ریختی قرار دارند که نشان می‌دهد که برآمده از جایگزینی پسرونده اولیوین، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن با سرپانتین‌ها هستند [۱۲]. همچنین کانی‌های سرپانتین بررسی شده برپایه نمودار Cr_2O_3 نسبت به Al_2O_3 (شکل ۶ ب) بیشتر در گستره‌های شبکه الیوین و بستیت کلینوپیروکسن قرار دارند که نشان می‌دهد که این کانی‌ها برآمده از دگرگونی پسرونده سنگ‌های هارزبورژیتی و دونیتی هستند.

اسپینل

اسپینل براساس ترکیب کلی آن در پریدوتیت‌های سرپانتینی شده (جدول ۲) از نوع کروم اسپینل است و مقدار عدد کروم (#Cr) و عدد منیزیم (#Mg) در آن به ترتیب از ۵۰ تا ۵۰٫۷۴ و ۶۰٫۲۳ تا ۶۱٫۱۱ درصد تغییر می‌کند (جدول ۲). تغییرات مقادیر Al_2O_3 و Cr_2O_3 نیز به ترتیب از ۲۹٫۲۴ تا ۳۰٫۳۱ و از ۳۸٫۸۴ تا ۴۰٫۴۷ درصد وزنی است (جدول ۲).



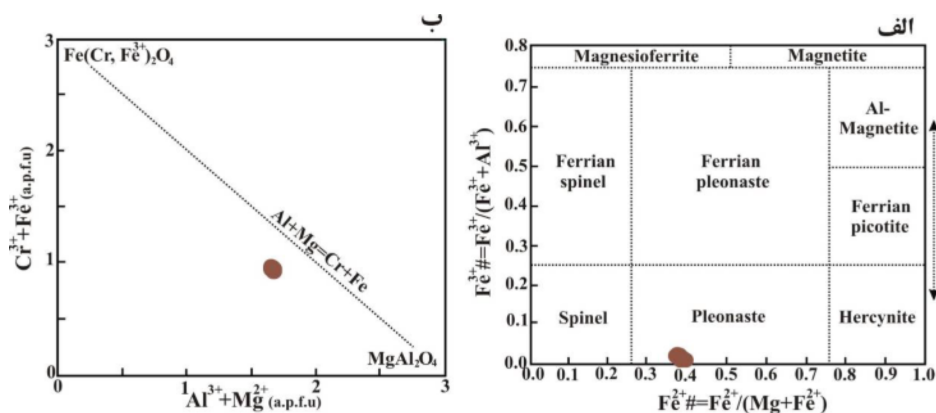
شکل ۶ الف) نمودار MgO نسبت به SiO_2 [۱۲] که براساس آن سرپانتین‌های مورد بررسی در گستره سرپانتین‌های شبه ریختی قرار دارند. ب) نمودار Cr_2O_3 نسبت به Al_2O_3 که بر پایه آن، بیشتر سرپانتین‌های مورد بررسی در گستره‌های شبکه الیوین و بستیت کلینوپیروکسن قرار می-گیرند.

جدول ۲ نتایج تجزیه نقطه‌ای (EPMA) اسپینل در پریدوتیت‌های سرپانتینی شده. محاسبه فرمول ساختاری و مقادیر اعضای پایانی آن‌ها بر پایه ۴ اتم اکسیژن و برحسب .a.p.f.u محاسبه شده است.

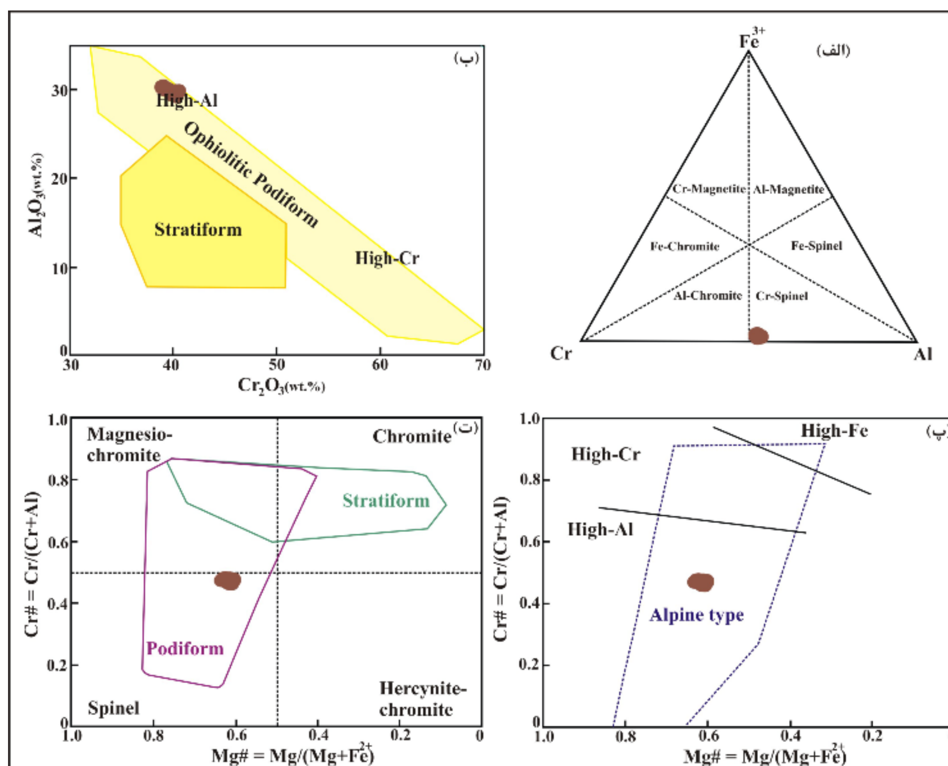
شماره	57	58	59	60	61	67	68	69	70	71
توضیح	1-Spl1-Kr-6	1-Spl2-Kr-6	1-Spl3-Kr-6	1-Spl4-Kr-6	1-Spl5-Kr-6	3-Spl1-Kr-6	3-Spl2-Kr-6	3-Spl3-Kr-6	3-Spl4-Kr-6	3-Spl5-Kr-6
SiO_2	۰٫۰۸۳	۰٫۰۴۹	۰٫۰۱	۰٫۰۵۱	۰٫۰۲۷	۰٫۰۰۴	۰٫۰۳۳	۰٫۱۹۴	۰٫۰۷۳	۰٫۰۵۱
TiO_2	۰٫۰۱۵	۰٫۰۲۲	۰٫۰۲۴	۰٫۰۲۳	۰٫۰۶۶	۰٫۰۳۶	۰٫۰۴۲	۰٫۰۳۸	۰٫۰۴۹	۰٫۰۲۳
Al_2O_3	۲۹٫۸۱۵	۲۹٫۲۴۲	۲۹٫۴۶۷	۲۹٫۶۵۲	۳۰٫۲۹۱	۲۹٫۸۲۸	۲۹٫۸۸	۲۹٫۹۲۹	۳۰٫۳۱	۲۹٫۹۹۳
Cr_2O_3	۳۹٫۵۶۵	۴۰٫۲۶۲	۳۹٫۷۵۸	۳۹٫۸۸۱	۳۸٫۸۳۷	۴۰٫۴۷۱	۴۰٫۱۵۵	۳۹٫۱۴۶	۳۸٫۹۷۵	۳۹٫۵۰۴
FeO	۱۵٫۴۴۹	۱۵٫۸۲۹	۱۵٫۶۸۵	۱۵٫۷۸۷	۱۵٫۷۲	۱۵٫۴۹	۱۵٫۶۶۹	۱۵٫۴۳۴	۱۵٫۹۲۷	۱۵٫۵۸
MnO	۰٫۳	۰٫۱۵۳	۰٫۱۷۵	۰٫۳۰۳	۰٫۲۷۸	۰٫۰۹۵	۰٫۱۲۱	۰٫۲۱۲	۰٫۲۵۹	۰٫۲۰۸
MgO	۱۴٫۱۸۳	۱۴٫۰۰۹	۱۴٫۰۶	۱۳٫۷۶۵	۱۳٫۷۳۷	۱۳٫۷۶۷	۱۳٫۴۲۹	۱۳٫۹۶۴	۱۳٫۵۸۴	۱۳٫۸۲۳
مجموع	۹۹٫۴۱	۹۹٫۵۶۶	۹۹٫۱۷۴	۹۹٫۴۶۲	۹۸٫۹۵۶	۹۹٫۶۹۱	۹۹٫۳۲۹	۹۸٫۹۱۷	۹۹٫۱۷۷	۹۹٫۱۸۲
O=4										
Si	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲
Ti	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱
Al	۱٫۰۴۵	۱٫۰۲۸	۱٫۰۳۸	۱٫۰۴۳	۱٫۰۶۷	۱٫۰۴۷	۱٫۰۵۴	۱٫۰۵۵	۱٫۰۶۷	۱٫۰۵۶
Cr	۰٫۹۳۱	۰٫۹۴۹	۰٫۹۳۹	۰٫۹۴۱	۰٫۹۱۸	۰٫۹۵۳	۰٫۹۵۰	۰٫۹۲۵	۰٫۹۲۰	۰٫۹۳۳
Fe^{3+}	۰٫۰۱۸	۰٫۰۱۹	۰٫۰۲۲	۰٫۰۱۲	۰٫۰۱۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۸
Fe^{2+}	۰٫۳۶۶	۰٫۳۷۵	۰٫۳۷۰	۰٫۳۸۲	۰٫۳۸۳	۰٫۳۸۶	۰٫۳۹۲	۰٫۳۷۹	۰٫۳۹۲	۰٫۳۸۱
Mn	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۵
Mg	۰٫۶۲۹	۰٫۶۲۳	۰٫۶۲۶	۰٫۶۱۲	۰٫۶۱۲	۰٫۶۱۱	۰٫۵۱۹	۰٫۶۲۲	۰٫۶۰۵	۰٫۶۱۵
Mg#	۰٫۶۳۲	۰٫۶۲۴	۰٫۶۲۸	۰٫۶۱۶	۰٫۶۱۵	۰٫۶۱۳	۰٫۶۰۴	۰٫۶۲۲	۰٫۶۰۷	۰٫۶۱۶
Cr#	۰٫۴۷۱	۰٫۴۸۰	۰٫۴۷۵	۰٫۴۷۴	۰٫۴۶۲	۰٫۴۷۶	۰٫۴۷۴	۰٫۴۶۷	۰٫۴۶۳	۰٫۴۶۹

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.7.2]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.509]

بر اساس نمودار $Fe^{2+}\#= Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ نسبت به $Fe^{3+}\#= Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al)$ [۱۷]، اسپینل‌های مورد بررسی در گستره پلوناست قرار دارند (شکل ۷ الف). در نمودار $Cr^{3+} + Fe^{3+}$ نسبت به $Al^{3+}+ Mg^{2+}$ اسپینل‌های مورد بررسی در راستای خط ۱:۱ قرار می‌گیرند (شکل ۷ ب) که نشان دهنده جایگزینی $Fe(Cr, Fe^{3+})_2O_4$، عضو انتهایی کرومیت، با $MgAl_2O_4$، عضو انتهایی اسپینل، است. اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های سرپانتینی شده در نمودار مثلثی Al^{3+}- Cr^{3+}- Fe^{3+} [۱۸] در بخشی از رئوس Cr^{3+} و Fe^{3+} دورتر و به رأس Al^{3+} نزدیک تر جایابی می‌شوند و در قلمرو کروم اسپینل واقع هستند (شکل ۸ الف). این اسپینل‌ها براساس نمودار Cr_2O_3 نسبت به Al_2O_3 در قلمرو اسپینل‌های انبانی افیولیتی Al بالا قرار دارند (شکل ۸ ب) و بر پایه نمودارهای عدد کروم (Cr#) و عدد منیزیم (Mg#)، از نوع آلپی Al بالا و اسپینل‌های انبانی هستند (شکل‌های ۸ پ وت).



شکل ۷ الف) نمودار رده‌بندی اسپینل‌ها [۱۷]. ب) نمودار $Cr^{3+} + Fe^{3+}$ نسبت به $Al^{3+}+ Mg^{2+}$ اسپینل‌های مورد بررسی.



شکل ۸ الف) ترکیب اسپینل‌های مورد بررسی در نمودار مثلثی Al^{3+}- Cr^{3+}- Fe^{3+} [۱۸]؛ ب) نمودار Cr_2O_3 نسبت به Al_2O_3؛ پ و ت) نمودارهای Mg# (عدد منیزیم) نسبت به Cr# (عدد کروم) [۱۹].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.7.2]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.509]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.7.2]

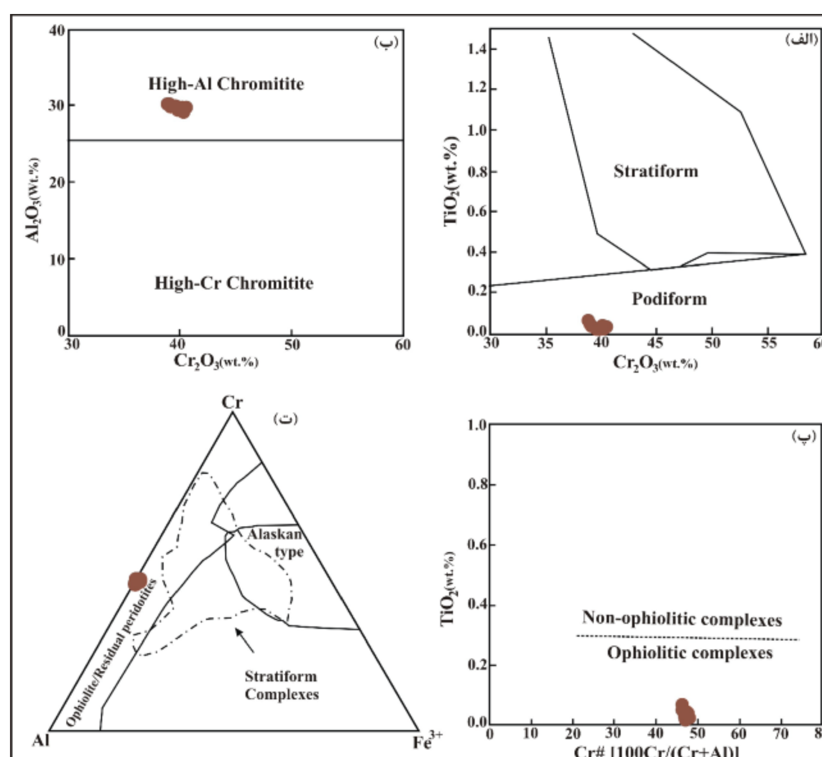
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.509]

اسپینل‌های مورد بررسی همچنین براساس نمودار Cr_2O_3 نسبت به TiO_2 (شکل ۹ الف) از نوع اسپینل‌های انبانی و بر پایه نمودار Cr_2O_3 نسبت به Al_2O_3 در قلمرو کرومیت‌های Al بالا واقع هستند (شکل ۹ ب). فرهت [۳] بیان می‌نماید که هسته‌های کروم‌اسپینل با مقادیر TiO_2 کمتر از ۰٫۲wt. % از مشخصه‌های سنگ‌های افیولیتی هستند، زیرا طی ذوب بخشی گوشته بالایی، Ti بسیاری وارد ماگما می‌شود [۲۰]. بر این اساس و بر پایه نمودار TiO_2 نسبت به #Cr [۲۱]، کروم‌اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های سرپانتینی شده منطقه مورد بررسی از پریدوتیت‌هایی با ماهیت افیولیتی هستند (شکل ۹ پ). همچنین بررسی کروم اسپینل‌های مورد بررسی با نمودار سه تایی $Cr\text{-}Al\text{-}Fe^{3+}$ [۲۲] نشان می‌دهد که پریدوتیت‌ها از نوع افیولیتی و دارای ماهیت پسماندی هستند (شکل ۹ ت).

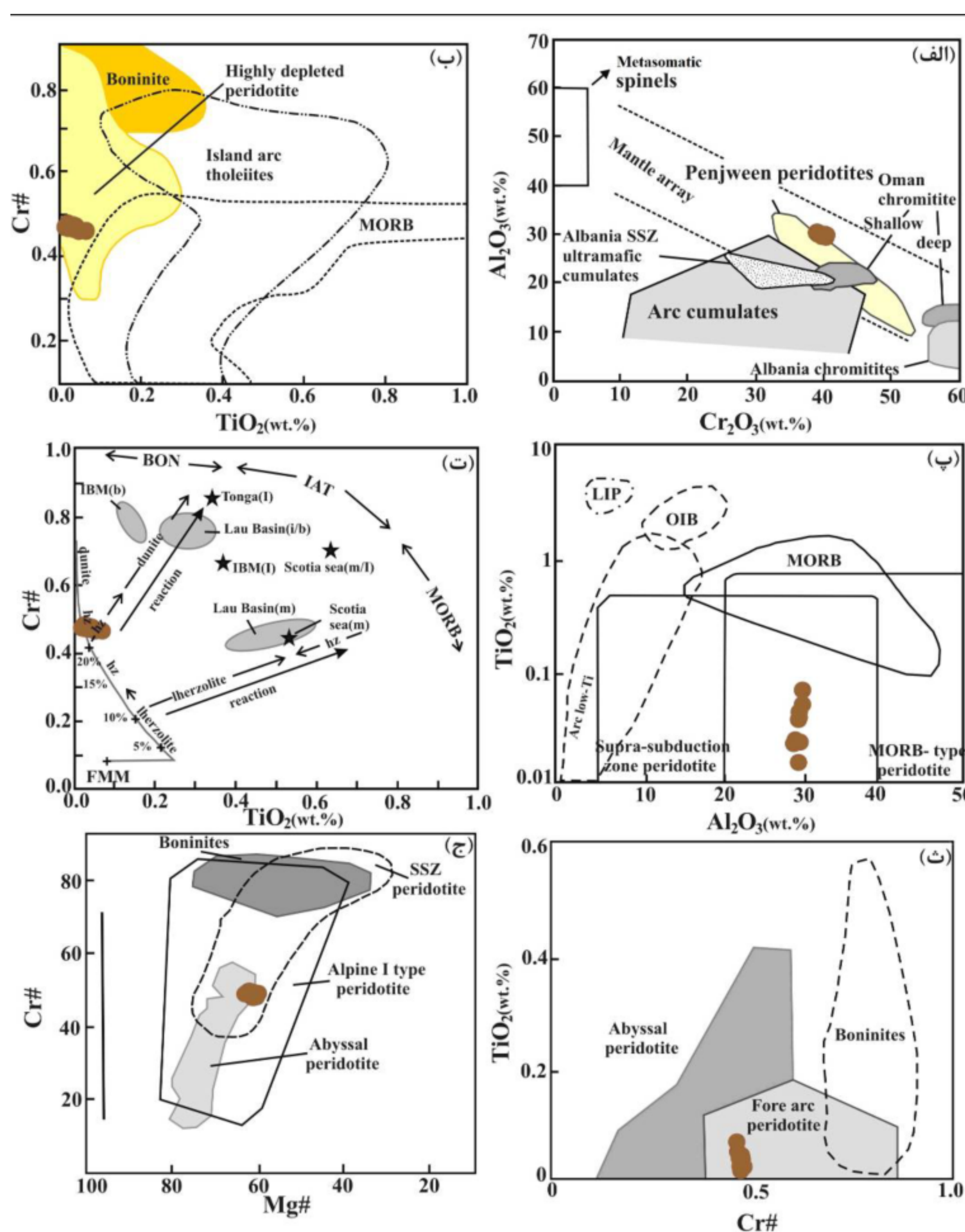
محیط زمین‌ساختی

گفته شده است که کروم اسپینل‌ها با مقدار #Cr پایین، Al_2O_3 بالا و TiO_2 پایین اسپینل‌هایی را نشان می‌دهند که از یک پسماند با ترکیب بازالت پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) متبلور شده‌اند، در حالی که اسپینل‌های با مقدار #Cr بالا نشانگر تبلور از گدازه‌های بونینیتی بوده که خود بیانگر محیط زمین‌ساختی فرورانشی هستند. بر این اساس و بر پایه نمودار Cr_2O_3 نسبت به Al_2O_3 اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های سرپانتینی شده منطقه [۲۳]، در گستره آرایه گوشته‌ای قرار داشته و بیشترین هم خوانی را با پریدوتیت‌های پنجوین (با ماهیت افیولیتی، تهی شده و پسماندی) دارند (شکل ۱۰ الف).

عدد کروم اسپینل در پریدوتیت‌ها معیاری مناسب برای تعیین درجه تهی‌شدگی یک منبع گوشته بوده و #Cr در پریدوتیت‌های عمیق شاخص خوبی از درجه ذوب‌بخشی اسپینل پریدوتیت‌های برآمده از گوشته است. افزایش مقدار #Cr اسپینل در پریدوتیت‌ها نشان‌دهنده افزایش درجه ذوب-بخشی است [۲]، بر این اساس و بر پایه نمودار #Cr نسبت به TiO_2، نمونه‌ها در گستره بسیار تهی شده قرار دارند (شکل ۱۰ ب). مقادیر پایین TiO_2 و غنی‌شدگی اسپینل‌های مورد بررسی از Cr شبیه اسپینل موجود در هارزبورژیت‌های جلو قوس هستند. پریدوتیت‌های فرافرورانش اغلب با اسپینل‌های دارای مقادیر به نسبت بالای #Cr در گستره ۳۸ تا ۸۰ نسبت به پریدوتیت‌های نوع آبیسال مشخص می‌شوند که این امر نشان دهنده اهمیت درجه ذوب‌بخشی بالا در پریدوتیت‌های نوع فرافرورانش در مقایسه با پریدوتیت‌های نوع آبیسال است [۴].



شکل ۹ الف) نمودار Cr_2O_3 نسبت به TiO_2؛ ب) نمودار Cr_2O_3 نسبت به Al_2O_3؛ پ) نمودار #Cr نسبت به TiO_2 [۲۱] اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های سرپانتینی شده مورد بررسی؛ ت) ترکیب اسپینل‌های مورد بررسی در نمودار سه تایی $Cr\text{-}Al\text{-}Fe^{3+}$ [۲۲].



شکل ۱۰ الف) جایابی نمونه‌های مورد بررسی بر نمودار Al_2O_3 نسبت به Cr_2O_3 [۲۳] برای تعیین خاستگاه اسپینل ها. گستره کرومیتیت‌های عمان برگرفته از مرجع [۲۴] و پنجوین برگرفته از مرجع [۲۵] است؛ ب) نمودار تغیرات TiO_2 نسبت به #Cr (گستره ها برگرفته از مراجع [۲۶-۲۸])؛ پ) تغییرات TiO_2 نسبت به Al_2O_3 در اسپینل ها [۲۹]؛ ت) موقعیت اسپینل های مورد بررسی بر نمودار #Cr نسبت به TiO_2 در اسپینل‌ها [۳۰]؛ ث) موقعیت اسپینل های مورد بررسی بر نمودار TiO_2 نسبت به #Cr [۲]؛ ج) نمودار #Cr نسبت به #Mg در اسپینل های بررسی شده، (گستره بونینیت برگرفته از مرجع [۳۱] ،آبیسال پریدوتیت برگرفته از مرجع [۳]، جلو قوس برگرفته از مرجع [۳۲] و SSZ (فرافرورانش) پریدوتیت برگرفته از مرجع [۳۳].

البته همپوشی قابل توجهی میان اسپینل‌های نوع آبیسال و فرافرورانش در قلمروی #Cr از ۳۸ تا ۵۸ دیده می‌شود (شکل ۱۰ پ) و اسپینل‌های نمونه‌های مورد بررسی در این گستره قرار دارند. همچنین مقادیر بالای Cr در کروم اسپینل‌ها (بیش از ۷۰) ویژگی ماگماهای بونینیتی یا ماگماهای تولئیتی با Mg بالاست (شکل ۱۰ ت) که در محیط پهنه بالای منطقه فرافرورانش تشکیل می‌شوند [۳۴]. براساس نمودارهای #Cr نسبت به TiO_2 (شکل ۱۰ ث) و #Cr نسبت به#Mg (شکل

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.7.2]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.509]

۱۰ ج)، نمونه‌های منطقه افزون بر داشتن مشخصه پریدوتیت آلپی در گستره همپوشی پریدوتیت‌های فرافرورانش و آبیسال نیز قرار دارند.

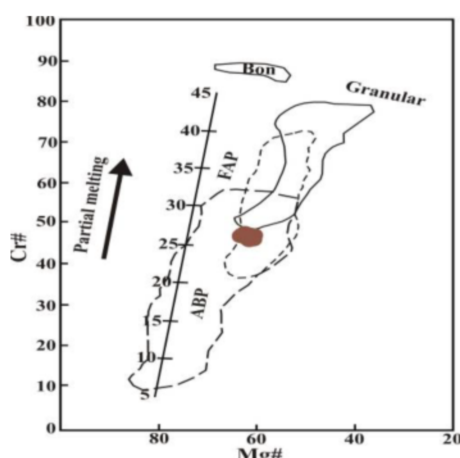
بررسی تهی شدگی گوشته و درجه ذوب بخشی

در پریدوتیت‌ها، اغلب درجه ذوب‌بخشی کمتر از ۵ درصد و تا حدود ۳۰ درصد است [۳۵]. با افزایش درجه ذوب‌بخشی سنگ‌های تهی شده یا به بیان دیگر در سنگ‌های پریدوتیتی مادر واقع در گوشته بالایی، مودال الیوین به تدریج افزایش، مقدار کلینوپیروکسن به سرعت کاهش و مقدار ارتوپیروکسن نیز نخست به آرامی پس از ناپدیدشدن کلینوپیروکسن به سرعت کاهش می‌یابند [۳۶]. این تغییرات، بسته به ترکیب اولیه سنگ مادر در درجه‌های ذوب بخشی ۱۵ تا ۳۰ درصد رخ می‌دهند [۳۷]. طی پدیده ذوب‌بخشی، نه تنها نسبت فازهای موجود در تفاله، بلکه ترکیب هر فاز نیز تغییر می‌کند. برای مثال، نسبت Mg/Fe در الیوین و پیروکسن‌ها و نیز نسبت Cr/Al در اسپینل‌ها افزایش می‌یابد، در حالی که مقدار Na، Al و Ti پیروکسن‌ها کم می‌شود [۳۷]. این امر نشان می‌دهد که عناصر ماگمادوست چون Ti، Al، Fe، و قلیایی‌ها مایل هستند که به مذاب وارد شوند، ولی عناصر دیرگداز چون Mg و Cr مایل هستند که در تفاله باقی بمانند. از این رو، ترکیب مودی و نیز شیمی کانی‌های پریدوتیت‌های گوشته‌ای می‌تواند شاخصی از درجه ذوب‌بخشی و یا تهی‌شدگی این سنگ‌ها باشد. براساس شواهد سنگ‌نگاری از جمله نبود پلاژیوکلاز و گارنت در پریدوتیت‌های گوشته‌ای، سنگ‌های گوشته‌ای در رخساره اسپینل- لرزولیت متعادل شده‌اند. از این رو، بر پایه ترکیب شیمیایی کروم‌اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های به شدت دیرگداز چون دونیت و هارزبورژیت می‌توان میزان ذوب بخشی را برآورد کرد [۳۷]. اغلب چند متغیر ترکیبی (برای نمونه، Cr# اسپینل و مقدار Fo الیوین) برای برآورد درجه تهی‌شدگی پریدوتیت‌ها بر اثر خروج مذاب از آن‌ها استفاده می‌شوند [۲]. بر اساس نمودار Cr# نسبت به مقدارMg# اسپینل [۳۰]، سنگ‌های مورد بررسی، پریدوتیت‌های با ترکیب الیوین اسپینل گوشته‌ای و دارای ماهیت فرافرورانش هستند که دستخوش ذوب بخشی ۲۵-۳۰ درصدی شده‌اند (شکل ۱۱). در پوسته اقیانوسی با گسترش به شدت کند، پریدوتیت‌ها تغییرپذیری بسیاری را در درجه ذوب‌بخشی نشان می‌دهند [۳۸]. اغلب تغییرپذیری درجه ذوب‌بخشی با افزایش میزان گسترش کاهش می‌یابد. بر اساس مقادیر متوسط Ca و Al در MORB، به طور کلی حدود ۱۰ درصد ذوب متناسب با میزان گسترش کند در یک انتهای طیف و ذوب حدود ۲۲ درصد متناسب با میزان گسترش سریع در انتهای دیگر طیف است [۲۹، ۳۹]. مقدار ذوب محاسبه شده برای پریدوتیت‌های ۲۵ تا ۳۰ درصد بوده که به معنی مقدار گسترش تند برای منطقه است.

برداشت

در منطقه جنوب بوانات (استان فارس) در شمال شرقی روستاهای کوپان و کره‌ای، مجموعه افیولیتی به صورت آمیزه رنگین کوچک شامل چرت‌های رادیولاریتی و سنگ‌های پریدوتیتی دیده می‌شود. سنگ‌های پریدوتیتی این مجموعه اغلب از نوع هارزبورژیت‌های به شدت سرپانتینی شده دربردارنده الیوین، پیروکسن، سرپانتین و اسپینل هستند. در این سنگ‌ها، اولیوین به شدت به سرپانتین و پیروکسن به بستیت تبدیل شده است. کانی‌های گروه سرپانتین به فراوانی و اسپینل به صورت بی شکل و آمیبی نیز دیده می‌شوند. سرپانتین‌ها از هرسه فاز کانیایی یعنی لیزاردیت، کریزوتیل و آنتیگوریت هستند و در گستره سرپانتینیت‌های شبه ریختی قرار دارند که نشان می‌دهد که برآمده از جایگزینی پسرونده اولیوین و پیروکسن با سرپانتین‌ها هستند. همچنین این کانی‌ها بیشتر در گستره‌های شبکه الیوین و بستیت کلینوپیروکسن قرار دارند که نشان می‌دهد که این کانی‌ها ناشی از دگرگونی پسرونده سنگ‌های هارزبورژیتی و دونیتی هستند. اسپینل‌ها از نوع کروم اسپینل هستند و در گستره پلوناست قرار دارند. عدد کروم اسپینل‌ها (Cr#) در این پریدوتیت‌های سرپانتینی شده، از ۵۰ تا ۵۰/۷۴ است که همپوشی بین پریدوتیت‌های آبیسال و پریدوتیت‌های فرافرورانش را برای این سنگ‌ها نشان می‌دهد و همخوانی کاملی با مقادیر Cr# اسپینل در پریدوتیت‌های حوضه‌های جلوی قوس دارد. همچنین مقادیر بالای نسبت Cr/Al در اسپینل‌های منطقه مورد بررسی و نرخ ذوب‌بخشی بیش از ۲۵ درصد (۲۵-۳۰٪) برای پریدوتیت‌های منطقه، تأیید دیگری بر وابستگی زمین‌ساختی این پریدوتیت‌ها به محیط قوس هستند. مقادیر بالای Cr# و مقادیر بسیار پایین TiO_2 در کانی اسپینل نیز نشان دهنده یک محیط پهنه بالای فرورانش است. از این رو بنظر می‌رسد که پریدوتیت‌های مورد بررسی از درجه‌های بالای ذوب‌بخشی یک گوشته تهی شده و زیر اقیانوسی در یک محیط فرافرورانش - جلو قوس تشکیل شده‌اند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.7.2]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.509]



شکل ۱۱ نمودار #Cr نسبت به #Mg اسپینل نمونه‌های مورد بررسی. پریدوتیت آبیسال (ABP) برگرفته از مرجع [۴۰]، پریدوتیت جلوی قوس (FAP) برگرفته از مرجع [۳۶]؛ و گستره بونینیت (Bon) برگرفته از مرجع [۲] هستند.

مراجع

[1] Zhou M. F., Robinson P. T., Malpas J., Li Z., "*Podiform chromitites in the Luobusa ophiolite (Southern Tibet): Implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle*", Journal of Petrology, 37, (1996) 3-21.

[2] Dick H.J.B., Bullen T., "*Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine type peridotites and spatially associated lavas*", Contributions to Mineralogy and Petrology, 86, (1984) 54–76.

[3] Farahat E. S., "*Chrome-spinels in serpentinites and talc carbonates of the El Ideid-El Sodmein District, central Eastern Desert, Egypt: their metamorphism and petrogenetic implications*", Chemie der Erde, 68, (2008) 193–205.

[4] Arai S., "*Characterisation of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation*", Chemical Geology, 113, (1994) 191–204.

[5] Monsef I., Monsef R., Mata J., Zhang Z., Pirouz M., Rezaeian M., Esmaeili R., Xiao W., "*Evidence for an early-MORB to fore-arc evolution within the Zagros suture zone: Constraints from zircon U-Pb geochronology and geochemistry of the Neyriz ophiolite (South Iran)*", Gondwana Research, 62, (2018) 287-305.

[6] Sarkarinejad K., "*Petrology and tectonic setting of the Neyriz ophiolite, southeastern Iran*", In Proceedings of the 29th International Geological Congress, Part D. Edited by A. Ishiwatari, J. Malpas, and H. Ishizuka., (1994) 221–234.

[7] Ricou L.E., *"Evolution structurale des Zagrides. La region Clef de Neyriz (Zagros Iranien) ",* Mem. Soc. Geol. Fr., Nouvelle Serie-Tom LV, 55, (1976) 140 p.

[8] Arvin M., "*Petrology and geochemistry of ophiolites and associated rocks from the Zagros suture. Neyriz, Iran*", Ph. D. thesis, London, London University, (1982).

[9] Babaie H.A., Babaei A., Ghazi A.M., Arvin M., "*Geochemical, 40Ar/39Ar age, and isotopic data for crustal rocks of the Neyriz ophiolite, Iran*", Canadian Journal of Earth Sciences, 43, (2006) 57–70.

[10] Rajabzadeh M.A., Hedayati M., "*The role of pH, organic matter and weathering intensity on geochemical and mineralogical characteristics of Ni-bearing laterites in the Bavanat region, Fars province*", Journal of Economic Geology, 12, (2020) 39-40.

[11] Hoshmandzade A., Sohili M., "*Description of Geological Map of Eqhlid Sheet, Geological map of Iran*", 1:250000 Series sheet G10, Geological survey of Iran, (1990).

[12] Dungan, M.A. A "*microprobe study of antigorite and some serpentine pseudomorphs*", Canadian Mineralogist, 17, (1979) 711–784.

[13] Lafay R., Montes-Hernandez G., Janots E., Chiriac R., Findling N., Toche F., "*Nucleation 720 and growth of chrysotile nanotubes in H2SiO3-MgCl2-NaOH medium from 90 to 300°C*", Chemistry—A European Journal, 19, (2013) 5417-5424.

[14] Wicks F.J., Plant A.G., "*Electron-microprobe and X-ray microbeam studies of serpentinite textures*", Canadian Mineralogists, 17, (1979) 785-830.

[15] Ashwal L. D., Cairncross B., "*Mineralogy and origin of stichtite in chromite bearing serpentinites*", Contributions to Mineralogy and Petrology, 127, (1997) 75–86.

[16] Coleman R.G., "*Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotite along continental edges*", Journal of Geological Research, 76, (1971) 1212–1222.

[17] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "*An introduction to the rock forming minerals*", Wiley New, York, (1992) 1–696.

[30] Pearce J.A., Barker P.F., Edwards S., Parkinson I.J., Leat P.T., "*Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic*", Contributions to Mineralogy and Petrology, 139, (2000) 36–53.
[31] Arai S., "*Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry*", Mineralogical Magazine, 56, (1992) 173-184.
[32] Monnier C., Girardeau J., Maury R., Cotten J., "*Back-arc basin origin for the East Sulawesi ophiolite (eastern Indonesia)*", Geology, 23, (1995) 851-854.
[33] Choi S.H., Shervais J.W., Mukasa S.B., "*Supra-subduction and abyssal mantle peridotites of the Coast Range ophiolite*", Contributions to Mineralogy and Petrology, 156, (2008) 551–576.
[34] Arai S., Kadoshima K., Morishita T., "*Widespread arc-related melting in the mantle section of the northern Oman ophiolite as inferred from detrital chromian spinels*", Journal of the Geological Society of London, 163, (2006) 869-879.
[35] McDonough W.F., Frey F.A., "*REE in upper mantle rocks*", In: Geochemistry and mineralogy of rare Earth elements. Lipin, B. and McKay, G.R. (Editors), Mineralogical Society of America, Chelsea, Michigan, (1989) 99-145.
[36] Ishii T., Robinson P. T., Maekawa H., Fiske R., "*Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu–Mariana fore-arc, Leg 125*", In: Fryer P, Pearce JA, Stokking LB (eds) Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, College Station, 125, (1992) 445–485.
[37] Jaques A. L., Green D. H., "*Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts*" Contribution to Mineralogy and Petrology, 73,(1980) 287-310.
[38] Hellebrand E., Snow J. E., Dick H. J. B., Hofmann A. W., "*Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites*", Nature, 410, (2001) 677-681.
[39] Niu Y., Batiza R., "*An empirical method for calculating melt compositions produced beneath mid-ocean ridges: Application for axis and off-axis (seamounts) melting*", Journal of Geophysical Research, 96, (1991) 21753–21777.
[40] Prinz M., Keil K., Green J.A., Reid A.M., Bonatti E., Honnorez J., "*Ultramafic and mafic dredge samples from the equatorial Mid-Atlantic Ridge and fractures zones*", Journal of Geophysical Research, 81, (1976) 4087-4103.
[18] Stevens R. E., "*Composition of some chromites of the western Hemisphere*", American Mineralogist, 29, (1994) 1-34.
[19] Irvine T., "*Chromian spinel as a petrogenetic indicator: Part 2. Petrologic applications*", Canadian Journal of Earth Sciences, 4, (1967) 71-103.
[20] Jan M.Q., Windley B.F., "*Chromian spinel-silicate chemistry in ultramafic rocks of the Jijal complex Northwestern Pakistan*", Journal of Petrology, 34, (1990) 667–715.
[21] Bonavia F. F., Diella V., Ferrario A., "*Precambrian podiform chromitites from Kenticha Hill, southern Ethiopia*", Economic Geology, 88, (1993) 198-202.
[22] Proenza J. A., Zaccarini F., Lewis J.F., Longo F., Garuti G., "*Chromian spinel composition and the platinum-group minerals of the PGE-rich Loma Peguera chromitites, Loma Caribe peridotite, Dominican Republic*", The Canadian Mineralogist, 45, (2007) 631-648.
[23] Kepezhinskas P. K., Defant M. J., Drummond M. S., "*Na metasomatism in the island – arc mantle by slab melt– peridotite interaction: evidence from mantle xenoliths in the North Kamchatka arc*", Journal of petrology, 36, (1995) 1505-1527.
[24] Rollinson H., "*The geochemistry of mantle chromitites from the northern part of the Oman ophiolite: Inferred parental melt compositions*", Contributions to Mineralogy and Petrology, 156 (2008), 273–288.
[25] Aswad K.J.A., Aziz N.R.H., Koyi H.A., "*Cr-spinel compositions in serpentinites and their implications for the petrotectonic history of the Zagros Suture Zone, Kurdistan Region, Iraq*", Geological Magazine, 148, (2011) 802–818.
[26] Kelemen P. B., Hirth G., Shimizu N., Spiegelman M., Dick H. J. B., "*A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath oceanic spreading ridges*", Philosophical Transactions of the Royal Society of London, 355, (1997) 283-318.
[27] Suhr G., Hellebrand E., Snow J. E., Sec H. A., Hofmann A. W., "*Significance of large, refractory dunite bodies in the upper mantle of the Bay of Islands Ophiolite*", Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 4 (2003).
[28] Morgan Z., Liang Y., Kelemen P., "*Significance of the concentration gradients associated with dunite bodies in the Josephine and Trinity ophiolites*" Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 9, 7 (2008) CiteID Q07025.
[29] Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S., "*Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks*", Journal of Petrology, 42, (2001) 655–671.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.7.2]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.509]